

## 前期中新世の上部漸深海成堆積岩中の津波堆積物

Tsunami deposits left in the early Miocene, upper bathyal sedimentary rocks

橋 徹



Toru TACHIBANA, 土質工学株式会社, t-tachibana@sand.ocn.ne.jp

2011年の東日本大震災は従来の想定を超える規模で発生した。この地震以降、南海トラフ地震の想定規模の見直しやM10クラスの超巨大地震の理論的可能性も議論されるようになった。では、実際に生じうる最大級の地震はどの程度のものであろうか？このような地震の想定は、地震、津波の防災・減災を考えるにあたって有用であるが、それには非常に長期間の地震・津波の記録が必要である。本論では、中新世に形成された上部漸深海成堆積岩中に分布する、対象としたイベント層が津波によって形成されたことを示した。これは実際に生じうる最大級の地震の規模や頻度を解明する第一歩になりうる。

キーワード：防災、津波、堆積岩、漸深海

(IGC : B-04, B-06, C-00)

## 1. はじめに

2011年3月に発生した東北地方太平洋沖地震（東日本大震災）はモーメントマグニチュード9.0（以後Mw9.0と表記）の巨大な地震であった<sup>1)</sup>。これは従来の地震学の常識を超えており、「想定外」という言葉がしばしば使われた。この地震を受けて南海トラフで発生しうる地震としてMw9.1の巨大地震が想定されることとなった<sup>2)</sup>。また、この地震以後、Mw10クラスの超巨大地震が生じる理論的可能性も議論されるようになった<sup>3),4)</sup>。それでは、実際に生じうる最大級の地震はどの程度のものであろうか？このような地震に対して具体的な防災対策は技術的、費用的に難しいであろうが、想定しておくことは、地震、津波の防災・減災を考えるにあたって有用であろう。

実際に生じうる最大級の地震の規模や頻度についての知見を得るには非常に長い期間にわたる地震の記録が有効である。過去の大規模な地震活動の記録するものとしては津波堆積物があり、津波防災上も多くの有用な知見が得られてきた<sup>5),6),7)</sup>。ただし、多くの津波堆積物研究では検討できる期間は数千年～1万年程度にとどまっている。これは多くの調査・研究が主に現世の海岸湿地や潟湖を対象としていることによる。実際に生じうる最大級の地震の規模や頻度についての知見を得るためには数万年～10万年オーダーでの超長期の記録を読み解くことが望ましい。そのような記録が残される場所として地層・堆積物の保存ポテンシャルが高い沖合海底があり、沖合の海成堆積物から地震・津波の長期の記録が読み解けるのではないかという指摘、期待は以前からなされていた<sup>8),9)</sup>。

しかしながら海成堆積物を対象とした津波痕跡の研究は少数にとどまっている。現世の沖合海底の堆積物を対

象とした研究では、直近ないし現世（概ね歴史時代）に発生した地震・津波による堆積物の同定はしばしばなされているが<sup>10),11),12)</sup>、遠い過去（地質時代）に遡っての津波堆積物の同定は少ない。海成堆積岩類を対象とした研究でも、特定の地層が津波堆積物として同定される事例が多い<sup>13),14)</sup>。海成堆積物、海成堆積岩類を対象とした津波痕跡の解明は緒についたばかりである。

本論では、愛知県知多半島南部に分布する、中新世前期に形成された深海成堆積岩類（師崎（もろざき）層群）で見つけられた津波堆積物について述べる。師崎層群からは多数の層準において津波堆積物が見つかりつつあるが、ここでは、本論の対象としたある層がどのようにして津波堆積物と解釈されるのか述べる。

## 2. 調査地点および地質的背景

調査地点は愛知県にある知多半島南端部付近、南知多町山海地区と南知多町豊浜地区との間の海岸にある（図-1）。調査地点のある知多半島南部には新第三系の師崎層群が分布しており、今回調査した海岸露頭に分布する砂岩・泥岩も師崎層群に含まれる（図-1B）。ちなみに、師崎層群は保存状態のよい深海生物の化石を産出することで知られている<sup>15)</sup>。

師崎層群は中新世前期に形成された、主に砂岩・泥岩の互層からなる堆積岩類である<sup>16)</sup>。師崎層群は上位から内海、山海、豊浜、日間賀の4累層に区分され、知多半島には主に上位の3累層が分布する（日間賀累層は主に知多半島の沖合の日間賀島および佐久島に分布する）。知多半島に分布する師崎層群は厚さ1000m程度と推定され

ている<sup>17)</sup>(図-2)。師崎層群のうち上位の3累層の堆積環境は水深数100m程度の上部漸深海域であり、最下部の日間賀累層の堆積環境は浅海域である<sup>18),19)</sup>。師崎層群の堆積年代は中新世前期、1800万年前から1600万年前程度であると考えられる<sup>19),20)</sup>。この時期は日本海拡大の終盤にあたり(列島配置が現在と同じになったのは約1500万年前)、現在とは異なるプレート配置であったと考えられている<sup>19),21),22)</sup>。なお、師崎層群の山海累層(下部)には巨礫を含む厚さ数m程度の砂岩層・礫岩層が分布しており、筆者らによって津波堆積物であると解釈されている<sup>23),24),25)</sup>。

今回調査した地点は、層序としては豊浜累層(上部)に位置付けられ(図-1、図-2)、堆積環境は上部漸深海域(水深数100m程度)である。

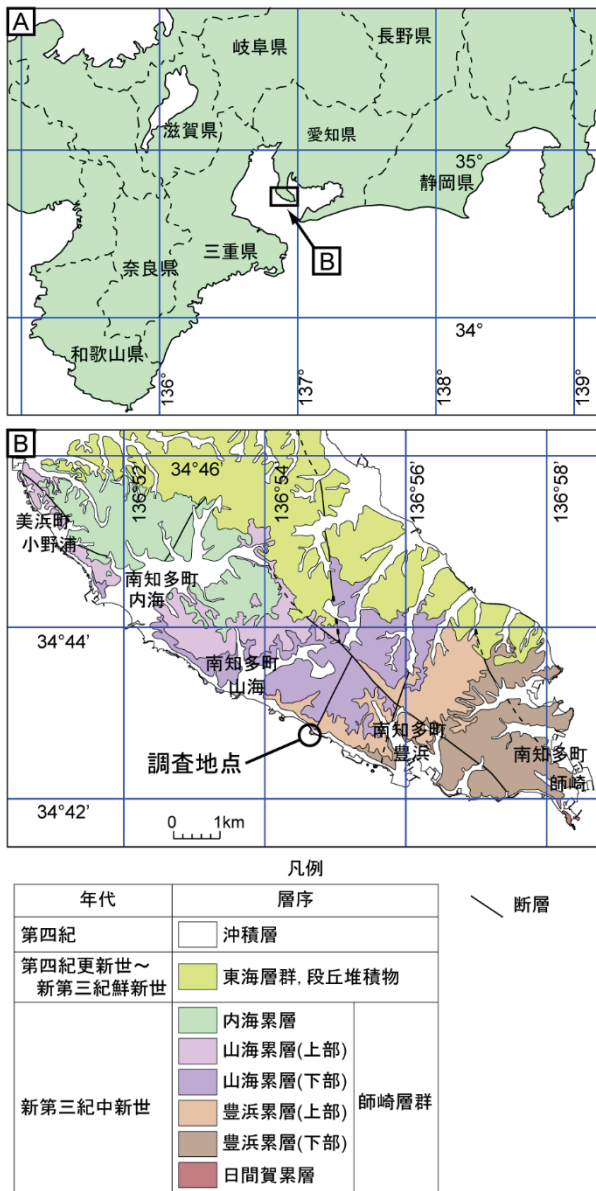


図-1 調査地点の位置および地質分布  
A:調査地点の位置, B:調査地点周辺の地質分布

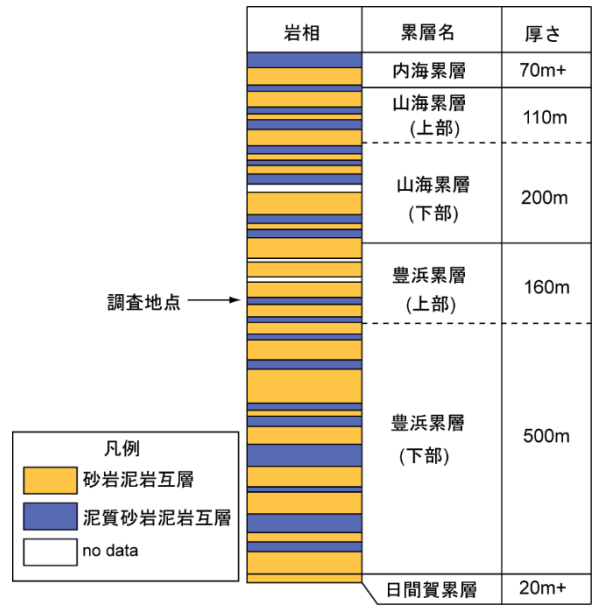


図-2 師崎層群の岩相、層序区分、厚さ  
(知多半島に分布するもの)

### 3. 調査結果

#### 3.1 調査結果の概要

調査地点には泥岩優勢の砂岩泥岩互層が分布する(図-3)。この互層の走向はN52°W、傾斜は11°~12°Nであり、海側に向かってより古い地層が露岩している。調査地点の柱状図を図-4に示す。砂岩は主に極細粒砂~細粒砂からなり、中粒砂~粗粒砂が含まれる層もある。厚さ10~20cm程度の場合が多いが、まれに、より厚い層が出現する(図-3、図-4)。砂岩層はしばしば正級化を示す。泥岩層は粘土~シルトから成る。厚さは概ね、数10cmから1m程度である。ほとんどの泥岩層は生物擾乱を受けている。なお、調査地点の最上部付近の層準には玄能石コンクリーションが分布する(図-5;層準は図-4参照)。玄能石コンクリーションは冷水環境で形成される<sup>26)</sup>。このことは調査地点の堆積環境が深海性であることを示している<sup>27)</sup>。

調査地点のような深海域(上部漸深海)では何らかの高エネルギーイベント(暴風・洪水や地震・津波、火山活動など)によって砂や礫などの粗粒な碎屑物が浅海域から供給され、砂層や礫層として堆積する。イベント後の静穏な時期にはシルトや粘土が堆積し、泥層が形成される。静穏な時期には底質での生物活動も盛んになる。ここでは砂岩層を「イベント層」、泥岩層を「静穏期堆積物」と呼ぶ。

本論の主たる対象は調査地点で最も厚く、堆積構造等をよく残している砂岩層である。この層を本論では「イベント層A」と呼び、次節以降において詳述する。

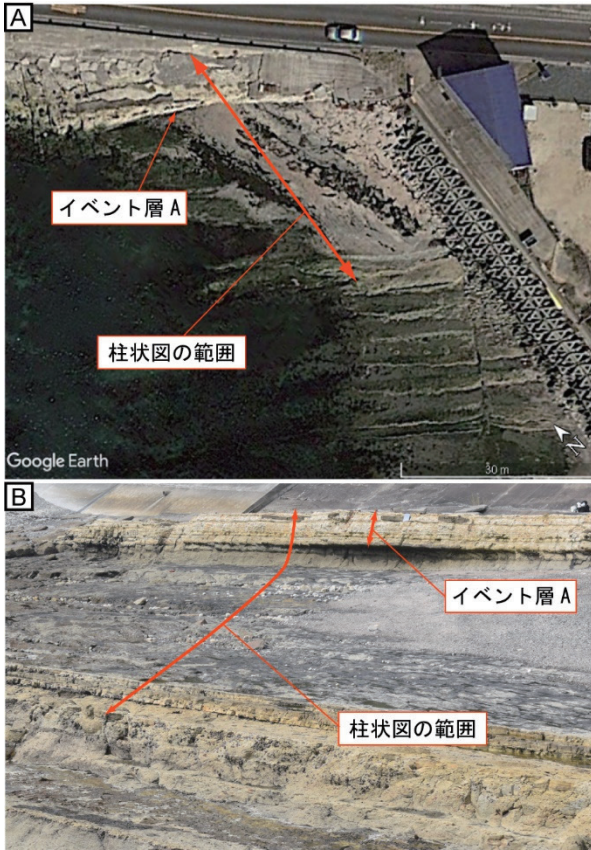


図-3 調査地点の露岩状況

A: 上空からの写真 (Google Earth による), B: 調査地点の遠景

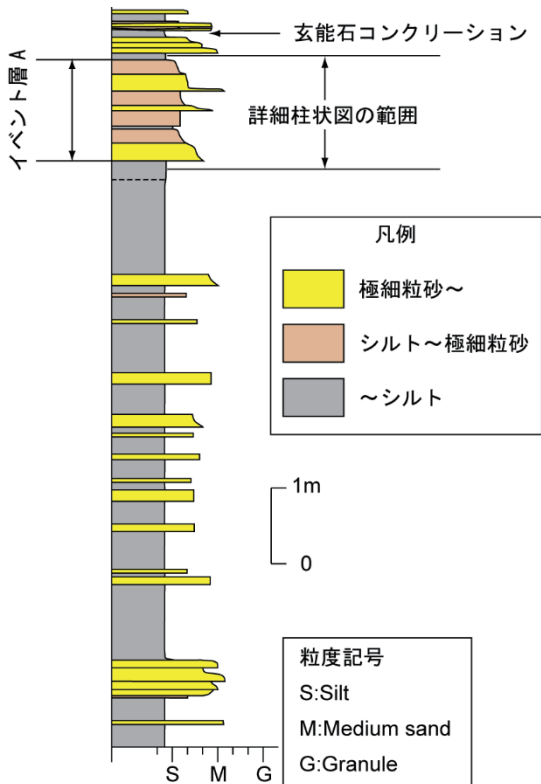


図-4 調査地点の柱状図



図-5 玄能石コンクリーション

### 3.2 イベント層 A の記載

「イベント層 A」は一連の、主に極細粒砂～細粒砂から成る層であり、層の厚さはおよそ 1.3m である。この層は正級化する複数のユニット (18 ユニット) に区分される (図-6)。各ユニットは 1 枚～3 枚のサブユニット (記号 A～C で区分) に細分される (図-7)。

以下に各ユニットの性状、およびこのイベント層の成因解明にあたって重要となるいくつかの特徴を述べる。

#### ユニットの性状

**Unit1:** 厚さ 8cm, 細粒砂～極粗粒砂, 正級化。サブユニット C には平行葉理発達。本ユニットは下位の静穏期堆積物と浸食的に接する。生痕化石多数。

**Unit2:** 厚さ 6cm, 細粒砂～極粗粒砂, 正級化。サブユニット B にかすかに平行葉理。生痕化石あり。

**Unit3:** 厚さ 6cm, 細粒砂～極粗粒砂, 正級化。サブユニット A にはリップル斜交層理, サブユニット B～C には平行葉理。生痕化石が若干認められる。

**Unit4:** 厚さ 5cm, 細粒砂～極粗粒砂, 正級化。サブユニット A にはリップル斜交層理があり古流向が測定可能。サブユニット B には平行葉理。

**Unit5:** 厚さ 3cm, 極細粒砂～粗粒シルト, 正級化。サブユニット A～B にかすかに平行葉理。

**Unit6:** 厚さ 5cm, 極細粒砂～粗粒シルト, 正級化。サブユニット A にはリップル斜交層理があり古流向が測定可能。サブユニット B には平行葉理発達。

**Unit7:** 厚さ 3cm, 極細粒砂～粗粒シルト, 正級化。サブユニット B にかすかに平行葉理。

**Unit8:** 厚さ 10cm, 極細粒砂～シルト, 正級化。サブユニット A にはリップル斜交層理, サブユニット B にかすかに平行葉理。サブユニット C は無構造で生物擾乱のないシルト。

**Unit9:** 厚さ 7cm, 極細粒砂～粗粒シルト, 正級化。サブユニット A にはリップル斜交層理, サブユニット B～C

にはかすかに平行葉理. サブユニットCは凝灰質.

**Unit10:** 厚さ 7cm, 細粒砂~粗粒シルト, 正級化. サブユニットAにはリップル斜交層理, サブユニットB~Cには平行葉理発達. サブユニットCは凝灰質.

**Unit11:** 厚さ 4cm, 極細粒砂~粗粒シルト, 正級化. サブユニットAにはかすかに平行葉理. サブユニットBは凝灰質.

**Unit12:** 厚さ 2cm, 細粒砂~粗粒シルト, 正級化. サブユニットBには平行葉理.

**Unit13:** 厚さ 7cm, 細粒砂~極細粒砂, 正級化. サブユニットAにはリップル斜交層理があり古流向が測定可能. サブユニットBにはかすかに平行葉理.

**Unit14:** 厚さ 12cm, 極細粒砂~粗粒シルト, 正級化. 全体的に平行葉理.

**Unit15:** 厚さ 4cm, 細粒砂~粗粒シルト, 正級化. 全体的に平行葉理.

**Unit16:** 厚さ 5cm, 細粒砂~粗粒シルト, 正級化. サブユニットAにはリップル斜交層理, サブユニットBにはかすかに平行葉理.

**Unit17:** 厚さ 33cm, 中粒砂~粗粒シルト, 正級化. サブユニットA, Cには平行葉理. サブユニットBは緩くうねった平行葉理. サブユニットCには生痕化石.

**Unit18:** 厚さ 8cm, 極細粒砂~粗粒シルト, 正級化. 全体的に緩くうねった平行葉理. 最上部には生痕化石が多数認められる.

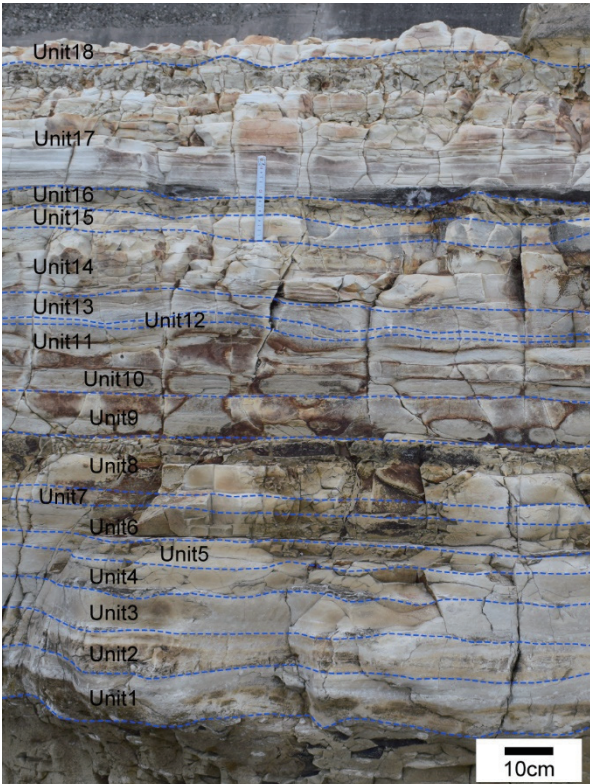


図-6 イベント層A全体の写真

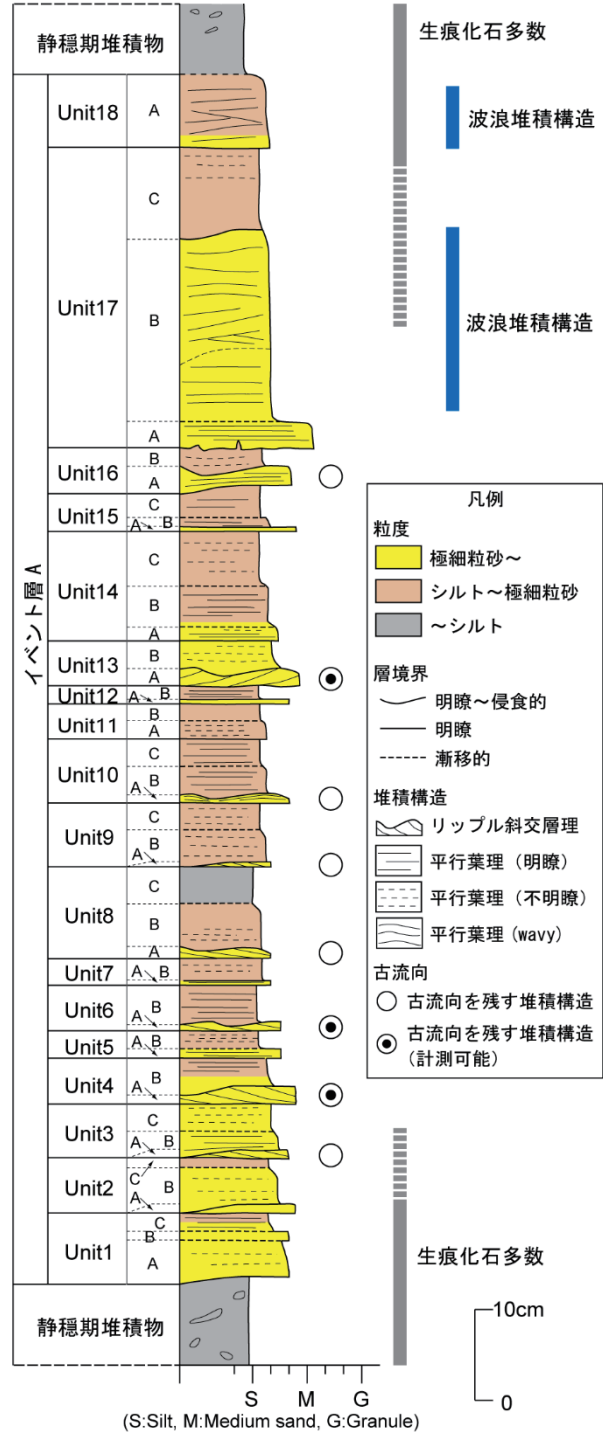


図-7 イベント層Aの詳細柱状図

**生物擾乱**

イベント層Aでは、最下部付近および最上部付近で著しい生物擾乱が見られる(図-8A, C)。これに対し、イベント層A内では生物擾乱(生痕化石)はほとんど見られない。中でもUnit8のサブユニットCはシルトであるが生物擾乱(生痕化石)は見られない(図-8B)。なお、イベント層A内部ないしその上方, 下方では、生痕化石種として *Planolites* sp.<sup>28)</sup> が多く見られる。

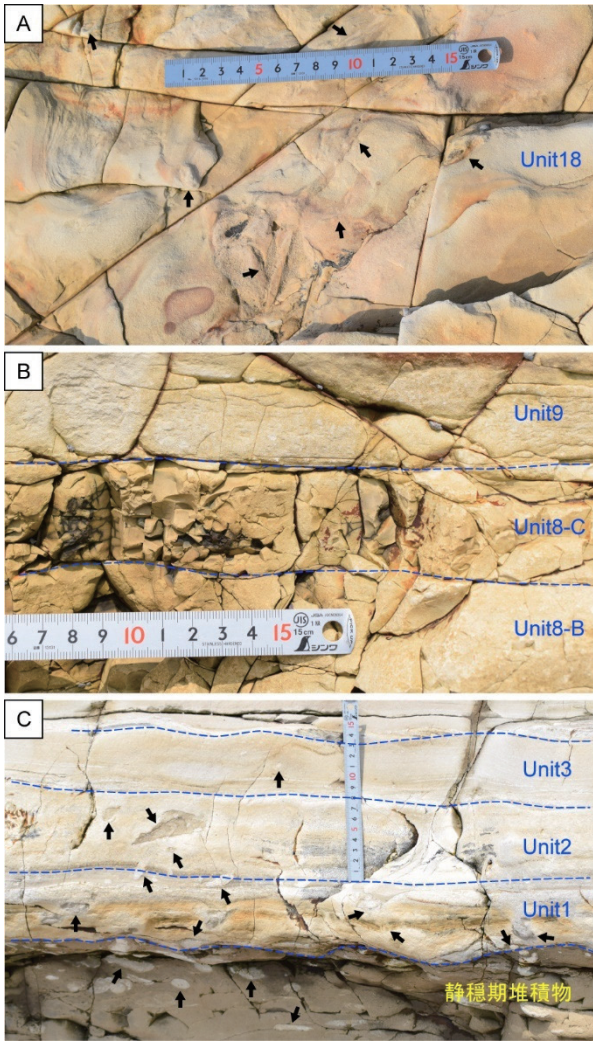


図-8 イベント層 A での生物擾乱

A: Unit 18 最上部付近 (上面から撮影), B: Unit 8-サブユニット C, C: イベント層 A 最下部 (静穏期堆積物~Unit 3 付近); 黒矢印は主な生痕を示す

#### うねりのある平行葉理

イベント層 A の最上部にあたる Unit 18, およびその下位の Unit 17 のサブユニット B の堆積構造 (葉理面) は平行葉理には似ているが, ゆるくうねる構造を示す。

Unit 17-B では, この葉理面は緩やかな小丘状 (ハンモック状) の盛り上がりを示す (図-9)。また葉理の側方への累積状況は, このサブユニットが単一の方向の流れによって形成されたものではないことを示す (図-9)。さらには, このサブユニット内の葉理が下位の葉理を切っていることが観察される (図-10)。

これらのことは Unit 18, および Unit 17 に見られるうねりのある平行葉理が波浪の影響を受けて形成された堆積構造 (ハンモック状斜交層理<sup>29), 30)</sup> であることを示している。

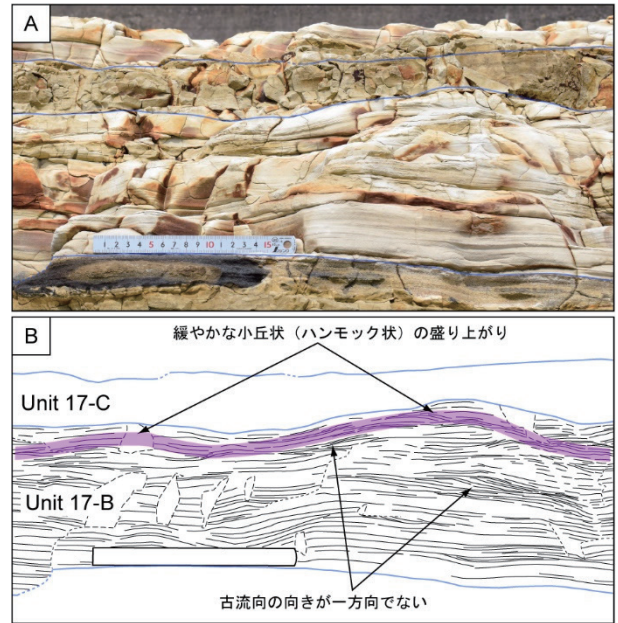


図-9 Unit 17-サブユニット B の堆積構造

A: Unit 17-B の写真, B: Unit 17-B の堆積構造 (葉理面) のトレース

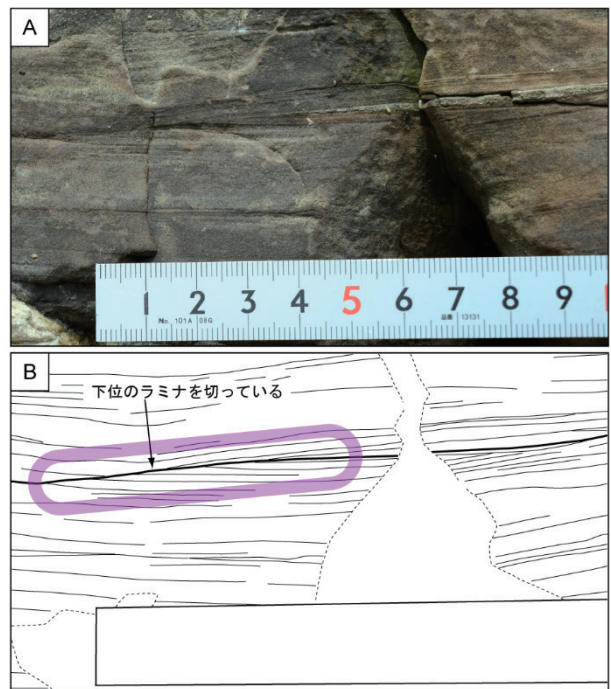


図-10 Unit 17-B の堆積構造 (拡大)

A: Unit 17-B の近接写真, B: Unit 17-B の堆積構造 (葉理面) のトレース

#### 古流向の分布

イベント層 A のいくつかのユニットの最下部 (サブユニット A) には形成時の流れの向きを堆積構造として残しているリップル斜交層理<sup>31)</sup> が見られる (図-7)。このうち Unit 4 (図-11D), Unit 6 (図-11C), Unit 13 (図-11B) ではリップル斜交層理が 3 次元的に観察でき, 古流向を測定することができた。測定の結果, Unit 4, Unit 6 の古

流向が主に東向きであるのに対し、Unit13の古流向が主に西向きであることが判明した（図-11A）。

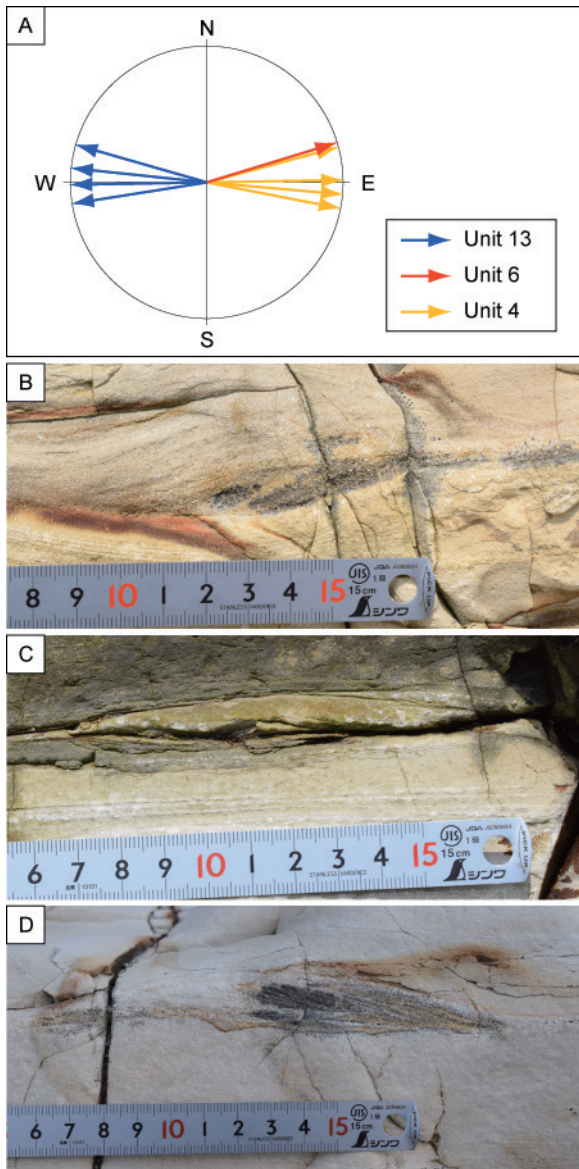


図-11 古流向測定結果および測定

A: 古流向測定結果, B: Unit13-サブユニット A のリップル斜交層理, C: Unit6-サブユニット A のリップル斜交層理, D: Unit4-サブユニット A のリップル斜交層理

#### 4. 議論

観察・記載に基づいて明らかになった、イベント層 A の成因解明の手掛かりとなる性状について議論する。

##### イベント層内のシルト層

イベント層 A にはシルト層 (Unit8 のサブユニット C) が挟まれる。シルト層は通常では静穏期堆積物に該当するため、この層でイベント層が区分されるという見方もある。しかしながら、ここでは、このシルト層はイベント形成中に堆積したものと判断した。その理由は、静穏

期堆積物には生物擾乱が見られるのに対し、このシルト層にはそれが見られないからである。つまり、このシルト層は堆積後、生物活動による乱れを受ける時間がないままに埋積されたことを示しており、一連のイベント層堆積の中で形成されたものと解釈できる。

イベント堆積物中に泥質な細粒層が挟まれることは、イベント層が津波堆積物であることと整合的である。津波は長周期の波であるため、流速が小さい停滞状態が比較的長く継続する。この時にイベント層内に細粒な層が形成されうる。実際に津波によるイベント層形成時に、層内に泥層の挟みやマッドドレイブが形成されることが陸上ないし浅海の津波堆積物から知られている<sup>32), 33)</sup>。イベント層 A のシルト層も、流れの停滞状態のときに形成されたものと考えられる。

##### 多重級化および最粗粒部

イベント層 A は 18 枚の正級化するユニットから構成され、最も粗粒であるのは Unit17 のサブユニット A である。これは深海成堆積岩類で一般にみられるイベント層（砂岩層）であるタービダイト<sup>34)</sup>とは大きく異なる。

津波の場合、極浅水波であるため深海底であっても流れと停滞を繰り返し、流れの強さも一様に減衰するとは限らない。それゆえ、イベント層 A が多重級化層であることは津波堆積物とする解釈と整合的である。実際に浅海～沖合に形成された海成の津波堆積物は複数のレイヤーからなることが報告されている<sup>32), 35)</sup>。

なお、深海成の砂岩層で複数のユニットに区分され、最粗粒部が必ずしも層の基底面にはないものとしては、ハイパーピクナイトないしコンターライトも候補に挙げられる<sup>36)</sup>。ハイパーピクナイトは洪水が海底に流入することにより形成され、しばしば内部浸食面を有し、その面の上部に最粗粒部が出現する<sup>37)</sup>。しかしながら、イベント層 A はハイパーピクナイトではないと判断される。なぜなら、複数ユニットの形成は海底に流入する洪水流の脈動によって生じるため、多数のユニットが形成される可能性はあるものの<sup>38)</sup>、典型的には逆級化ユニットと正級化ユニットからなり、一連の洪水で 18 のユニットが形成されるのは考えにくいからである。コンターライトについても、上方に粗粒化し、さらに細粒化するいくつかのユニットとなるのが典型的であり<sup>39)</sup>、イベント層 A がコンターライトであるとの解釈は困難である。

##### 波浪堆積構造

イベント層 A の上部には波浪堆積構造（ハンモック状斜交層理）が見られる。ハンモック状斜交層理は波による流れ（振動流）の影響下で形成されるものであり、通常は風波によって形成されるため、波浪堆積構造は暴風時の波浪限界以深には形成されない。暴風波浪限界は水深 100m 程度であり深いとしても 200m 程度である<sup>40), 41)</sup>。これはイベント層 A の堆積深度より十分に浅く、イベント層 A 上部の波浪堆積構造が暴風では形成されたとはい

えにくい。イベント層 A の波浪性堆積構造の営力については深海域でも振動流を生じさせる津波（極浅水波）と考えるのが妥当である。なお、既存の研究では、浅海環境で形成された津波堆積物と解釈された層のなかに、風波によるものではないハンモック状斜交層理が形成された事例も報告されている<sup>13), 32)</sup>。

#### イベント層内での古流向の反転

イベント層 A 内で測定された古流向には反対向きの流れが示されている。深海域のイベント層は粗粒砕屑物（砂）が斜面を流れ下ることによって形成されるため、通常、古流向は 1 方向になり、流れの向きが反転するのは考えにくい。しかしながら、津波であれば極浅水波であるため深海底でも、イベント層形成時に反転する流れを生じさせることができる。すなわち、深海成のイベント層内で流れが反転するとすれば、その層を形成させた営力は津波であると言える。なお、陸上から浅海域での津波堆積物には一連のイベント層内で流れの向きが反転する事例が知られている<sup>42), 43)</sup>。

上記で議論したイベント層 A の示す特徴は、このイベント層が津波起源であることを強く示唆している。特に波浪堆積構造および古流向の反転については、暴風波限界以深の深海環境下では津波以外には考え難く、津波堆積物を同定する有力な手掛かりとなっている。

## 5. まとめと展望

本論では、対象としたイベント層の観察・記載に基づき、この層が津波によって形成されたことを示した。ここで得られた知見を層序のより上位、下位の地層に適用していくことで、長期間の地震・津波の記録を得ることが期待できる。これは実際に生じうる最大級の地震の規模や頻度を解明する第一歩になりうる。

### 謝辞

土質工学株式会社の山田淳章代表取締役には現地調査にあたり多大なご支援をいただきました。ここに記して感謝の意を表します。

### 参考文献

- 1) 気象庁 web : [https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/2011\\_03\\_11\\_tohoku/index.html](https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/2011_03_11_tohoku/index.html) (参照 2022.8.24).
- 2) 内閣府 web : [https://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/taisaku/pdf/1\\_1.pdf](https://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/taisaku/pdf/1_1.pdf) (参照 2022.8.24).
- 3) 松澤暢: 12-13 最大地震について, 地震予知連絡会 会報第 89 巻 : [https://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou89/12\\_13.pdf](https://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/report/kaihou89/12_13.pdf) (参照 2022.8.24).
- 4) 蓬田清: M10 地震の発生条件: 2011 年東北沖地震の新しい知見から, 北海道大学地球物理学研究報告,

- 76, 111-128 : <http://hdl.handle.net/2115/52305> (参照 2022.8.24).
- 5) Satake, K. and Atwater, B. F.: Long-Term Perspectives on Giant Earthquakes and Tsunamis at Subduction Zones, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, Vol.35, pp.349-74, 2007.
- 6) Komatsubara, J. and Fujiwara, O.: Overview of Holocene Tsunami Deposits along the Nankai, Suruga, and Sagami Troughs, Southwest Japan, *Pure appl. geophys.* Vol.164, pp.493-507, 2007.
- 7) Engel, M., Oetjen, J., Simon, M. M., and Brückner, H.: Tsunami deposits of the Caribbean – Towards an improved coastal hazard assessment, *Earth-Sci. Rev.*, Vol.163, pp.260-296, 2016.
- 8) Dawson, A. G. and Stewart, I.: Offshore tractive current deposition: The forgotten tsunami sedimentation process, in: Shiki et al. (eds.) *Tsunamiites*, Elsevier, pp.153-161, 2008.
- 9) Costa, P.J.M., Feist, L., Dawson, A.G., Stewart, I., Reicherter, K., and Andrade, C: An overview on offshore tsunami deposits, in: Shiki et al. (eds.) *Tsunamiites* (2nd ed.), Elsevier, pp.183-192, 2021.
- 10) Ikehara, K., Irino, T., Usami, K., Jenkins, R., Omura, A., and Ashi, J.: Possible submarine tsunami deposits on the outer shelf of Sendai Bay, Japan resulting from the 2011 earthquake and tsunami off the Pacific coast of Tohoku, *Marine geology*, Vol.358, pp.120-127, 2014.
- 11) Sakuna-Schwartz, D., Feldens, P., Schwarzer, K., Khokiattiwong, S., Statterger, K.: Internal structure of event layers preserved on the Andaman Sea continental shelf, Thailand: tsunami vs. storm and flash-flood deposits, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, Vol.15, pp.1181-1199, 2015.
- 12) Smedile, A., Molisso, F., Chagué, C., Iorio, M., Marco De Martini, P., Pinzi, S., Collins, P.E.F., Sagnotti, L., and Pantosti, D.: New coring study in Augusta Bay expands understanding of offshore tsunami deposits (Eastern Sicily, Italy), *Sedimentology*, Vol.67, pp.1553-1576, 2020.
- 13) Fujino, S., Masuda, F., Tagomori, S., and Matsumoto, D.: Structure and depositional processes of a gravelly tsunami deposit in a shallow marine setting: Lower Cretaceous Miyako Group, Japan, *Sediment. Geol.*, Vol.187, pp.127-138, 2006.
- 14) Le Roux, J.P., Nielsen, S.N., Kemnitz, H., and Henriquez, Á.: A Pliocene mega-tsunami deposit and associated features in the Ranquil Formation, southern Chile, *Sediment. Geol.*, Vol.203, pp.164-180, 2008.
- 15) 大江文雄: 師崎層群の硬骨魚類化石相—深海魚を中心の一, 化石研究会会誌, Vol.49(1), pp.18-25, 2016.
- 16) 柴田博: 知多半島地域—師崎層群, 日本の地質『中部地方 II』, 共立出版, p.125-126, 1988.

- 17) 近藤善教, 木村一朗: 師崎地域の地質, 地域地質研究報告, 5 万分の 1 地質図幅, 地質調査所, 1987.
- 18) 柴田博, 糸魚川淳二: 瀬戸内区と古瀬戸内海, アークボタ, Vol.28, pp.2-9, 1989.
- 19) 星博幸: 中新世における西南日本の時計回り回転, 地質学雑誌, Vol.124(9), pp.675-691, 2018.
- 20) 古川邦之, 谷健一郎, 金丸龍夫, 星博幸: 中新統, 師崎層群の凝灰質砂岩と瑞浪層群の軽石火山礫凝灰岩の地層対比, 日本地質学会第 128 年学術大会, R5-P-9, 2021.
- 21) Kimura, G., Hashimoto, Y., Kitamura, Y., Yamaguchi, A., and Koge H.: Middle Miocene swift migration of the TTT triple junction and rapid crustal growth in southwest Japan: A review, *Tectonics*, Vol.33, pp.1219-1238, 2014.
- 22) 高橋雅紀: 東西日本の地質学的境界【第九話】幻の利根川構造線, *GSI 地質ニュース*, Vol.6(8), pp.251-260, 2017.
- 23) Shiki, T., and Yamazaki, T.: Tsunami-induced conglomerates in Miocene upper bathyal deposits, Chita Peninsula, central Japan, *Sediment. Geol.*, Vol.104, pp.175-188, 1996.
- 24) Tachibana, T., and Tsuji, Y.: Geological and Hydrodynamical Examination of the Bathyal Tsunamiogenic Origin of Miocene Conglomerates in Chita Peninsula, Central Japan, *Pure and Applied Geophysics*, Vol.168, pp.997-1014, 2011.
- 25) Tachibana, T.: Lonestones as indicators of tsunami deposits in deep-sea sedimentary rocks of the Miocene Morozaki Group, central Japan, *Sediment. Geol.*, Vol.289, pp.62-73, 2013.
- 26) Selleck, B.W., Carr, P.F., and Jones, B.G.: A Review and Synthesis of Glendonites (Pseudomorphs after Ikaite) with New Data: Assessing Applicability as Recorders of Ancient Coldwater Conditions, *Jour. Sediment. Res.*, Vol.77, pp.980-991, 2007.
- 27) 村宮悠介, 氏原温, 大路樹生, 吉田英一: 中新統師崎層群の球状炭酸塩コンクリーションと深海性動物群化石(第 128 年学術大会巡検案内書), 地質学雑誌, Vol.126, pp.355-363, 2020.
- 28) Lindholm, R.C.: A practical approach to sedimentology, Springer, Dordrecht, 1987.
- 29) Duke, W.L.: Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms, *Sedimentology*, Vo.32, pp.167-194, 1985.
- 30) Cheel, R.J. and Leckie, D.A.: Hummocky cross-stratification, In: Wright, V.P. (Ed.) *Sedimentology Review*, Vol.1, pp.103-122, Blackwell Science, Oxford, 1993.
- 31) Collinson, J., Mountney, N., and Thompson, D.: Sedimentary structures, Terra Publishing, Hertfordshire, 2006.
- 32) Fujiwara, O., and Kamataki, T.: Identification of tsunami deposits considering the tsunami waveform: An example of subaqueous tsunami deposits in Holocene shallow bay on southern Boso Peninsula, Central Japan, *Sediment. Geol.*, Vol.200, pp.295-313, 2007.
- 33) Naruse, H., Arai, K., Matsumoto, D., Takahashi, H., Yamashita, S., Tanaka, G., and Murayama, M.: Sedimentary features observed in the tsunami deposits at Rikuzentakata City, *Sediment. Geol.*, Vol.282, pp.199-215, 2012.
- 34) Leeder, M.R.: *Sediment gravity flows and their deposits, in Sedimentology and Sedimentary Basins: From Turbulence to Tectonics (2ndEd.)*, Wiley-Blackwell, 2011.
- 35) Smit, J., Laffra, C., Meulenaars, K., and Montanari, A.: Probable late Messinian tsunamiites near Monte Dei Corvi, Italy, and the Nijar Basin, Spain: expected architecture of offshore tsunami deposits, *Natural Hazards*, Vol.63, pp.241-266, 2012.
- 36) Mulder, T.: Chapter 2 - Gravity Processes and Deposits on Continental Slope, Rise and Abyssal Plains, *Deep-sea sediments, Developments in Sedimentology 63*, pp.25-148, Elsevier, 2011.
- 37) Mulder, T., Alexander, J.: The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits, *Sedimentology*, Vol.48, pp.269-299, 2001.
- 38) Petter, A.L., and Steel, R.J.: Hyperpycnal flow variability and slope organization on an Eocene shelf margin, Central Basin, Spitsbergen, *AAPG Bulletin*, Vol.90, pp.1451-1472, 2006.
- 39) Stow, D.A.V., and Faugères, J.-C.: Chapter 13 Contourite Facies and the Facies Model, in Rebesco, M., and Camerlenghi, A. (eds.), *Contourites, Developments in Sedimentology 60*, pp.223-256, Elsevier, 2008.
- 40) 西村瑞恵, 渡辺大輔, 保柳康一: 波浪卓越沿岸の堆積相: 北部フォッサマグナ中期中新世の礫質堆積物から, *信州大学理学部紀要*, Vo.29, pp.71-77, 1995.
- 41) Mountain, G., Proust, J.-N., McInroy, D., Cotterill, C., and the Expedition 313 Scientists: *Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program, Volume 313*, 2010.
- 42) Spiske, M.: The sedimentology and geometry of fine-grained tsunami deposits from onshore environments, in Engel, M. et al. (eds.) *Geological Records of Tsunamis and Other Extreme Waves*, Elsevier, pp.213-238, 2020.
- 43) Fujiwara, O.: Bedforms and sedimentary structures characterizing tsunami deposits, in: Shiki et al. (eds.) *Tsunamiites*, Elsevier, pp.51-62, 2008.

(2022 年 10 月 29 日 受付)